

夏秋两季洱海、太湖表层混合层的深度变化特征及其机理分析*

赵巧华^{1)2)†} 孙绩华³⁾⁴⁾

1) (南京信息工程大学, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044)

2) (南京信息工程大学遥感学院, 南京 210044)

3) (云南省气象科学研究所, 昆明 650034)

4) (云南省大理市气象局, 大理 671003)

(2012年6月12日收到; 2012年8月21日收到修改稿)

湖泊表层混合层深度的变化不仅影响湖泊水生生态系统的演变, 而且影响流域的局地气候、降水量的时空格局等. 基于2008年夏秋两季洱海(高原湖泊)和太湖(平原湖泊)的气象与水温廓线观测资料, 分析探讨了两湖表层混合层深度的变化特征及其机制. 结果表明: 夏季洱海能维持持续的分层现象, 秋季有明显的日分层现象, 而在相应的两季中, 太湖仅可能存在日分层现象; 洱海表层混合层深度较同期太湖更浅; 太湖两季的表层混合层深度变化较洱海频繁, 即太湖水体混合与分层的交替过程对气象条件的响应较洱海更为迅速. 太湖这类浅水湖泊, 水深是抑制其存在稳定、持续分层的关键因素, 在合适的辐射条件下, 可形成日分层现象; 而洱海这类深度的湖泊, 净热量通量是影响其是否存在持续、稳定分层的主要因子. 该研究为进一步探讨湖泊与大气两种湍流运动的耦合机制及水生生态环境演替规律等提供了有力的参考.

关键词: 湖泊, 表层混合层深度, 分层, 辐射

PACS: 92.40.qj

DOI: 10.7498/aps.62.039203

1 引言

青藏高原及邻近地区下垫面的热力作用是高原地区天气、气候乃至东亚区域大气环流的重要影响因子^[1,2], 而高原地区存在的众多湖泊对地-气之间的热量交换具有重要影响, 其中湖泊的表层混合层在这种交换过程中起到了关键性的作用, 该混合层的特点是温度、密度以及水平流场在垂直方向上基本均匀分布, 湍流作用显著^[3]. 湖泊与大气是一个以能量交换和湍流运动为媒介的交互响应系统. 一方面, 气候变化或天气状况对湖泊的物理、生物及化学过程有着重要影响^[4], 大气通过影响湖泊热力和动力结构, 导致水体表层混合层深度的变化, 进而影响水生生态系统中的藻类生长、演替,

营养盐循环及溶解氧的平衡状态等^[5-7]; 另一方面, 湖泊的热力学结构也影响局地天气变化及水、热循环^[8], 同时还影响流域降水的时空格局分布^[9].

鉴于高原湖泊水体对大气能量和热量交换的影响以及湖泊水生生态系统对大气状况的响应, 因此, 湖泊的表层混合层深度的变化、分层特征及其水生生态环境效应受到广泛关注, 但多数集中在对海外湖泊的研究^[10-12]; 而在国内仅对太湖的日分层^[13,14]和表层混合层深度的时空变化特征^[15]进行了初步研究. 由于湖泊与大气的相互作用受到周边地形和湖泊面积、水深等的强烈影响, 因而其具有明显的局地性. 而目前国内外研究工作中有一个明显的不足之处, 即有关湖泊分层的研究, 基本上是针对单个湖泊而忽略了不同区域湖泊的差异.

洱海是云南省第二大淡水湖泊, 面积 249.4 km²,

* 国家科技重大专项 (批准号: 2012ZX07101-010) 和国家自然科学基金 (批准号: 41071070, 41165001) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: qhzhao@nuist.edu.cn

平均水深为 11 m, 最大深度达 21 m, 位于北纬 $25^{\circ}35'—25^{\circ}58'$ 、东经 $100^{\circ}05'—100^{\circ}17'$ 、青藏高原东南边缘、云贵高原和横断山脉结合部的狭长山谷地带. 其地处滇西澜沧江、金沙江和沅江三大水系分水岭, 属澜沧江水系. 洱海流域的气候属低纬高原季风气候, 年内气候温和, 年较差较小, 四季不明显, 干湿季明显, 海拔悬殊, 立体气候突出, 具有特殊的热力条件.

太湖为我国长江中下游地区著名的五大淡水湖泊之一, 位于北纬 $30^{\circ}56'—31^{\circ}33'$ 、东经 $119^{\circ}53'—120^{\circ}36'$; 其地处长江三角洲的南翼坦荡的太湖平原上, 以平原地形为主. 湖泊面积为 2338.1 km^2 , 平均水深为 1.8 m, 系典型的大型浅水湖泊. 太湖流域属亚热带季风气候区, 四季分明, 雨水丰沛, 气温年较差较大. 本文针对这两个具有显著气候差异的湖泊, 分析夏秋两季两者表层混合层深度的变化特征及其区别. 探讨高原湖泊与平原湖泊的表层混合层深度差异的机制. 该研究有利于探究湖泊与大气的湍流相互作用机理、局地水资源的时空变化, 同时也有利于水生生态环境的改善和治理.

2 分析数据与模拟计算方法

2.1 数据

洱海水温资料采用大理国家气候观象台依托 JICA 项目的观测数据, 精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. 垂向观测深度为: 0.1, 0.3, 1.0 和 2.0 m. 气象要素观测采用 Vaisala WXT510 自动气象站, 其位置在观测温度链上方 7 m 处, 要素分别为风速、风向、气温、相对湿度、气压、降水和短波辐射. 资料时间段为: 2008 年 6 月 5 日 09 时至 16 日 21 时, 2008 年 09 月 6 日 00 时至 26 日 00 时, 数据时间间隔为 30 min. 太湖水温资料采用位于太湖梅梁湾东南沿岸的全球湖泊生态网络 (GLEON) 站的观测资料, 观测点水深为 2.5 m. 水温观测采用 TS110 型水温温度链, 观测精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. 垂向观测深度为: 0.1, 1.0, 2.0 和 2.5 m. 气象要素观测采用 Vaisala WXT520 自动气象站, 同样位于温度链上方 7 m 处, 要素分别为风速、风向、气温、相对湿度、气压、降水和短波辐射. 资料时间段为: 2008 年 7 月 1 日 00 时至 25 日 00 时, 2008 年 10 月 20 日 09 时至 11 月 5 日 09 时. 数据时间间隔为 30 min. 观测站点的位置见图 1.

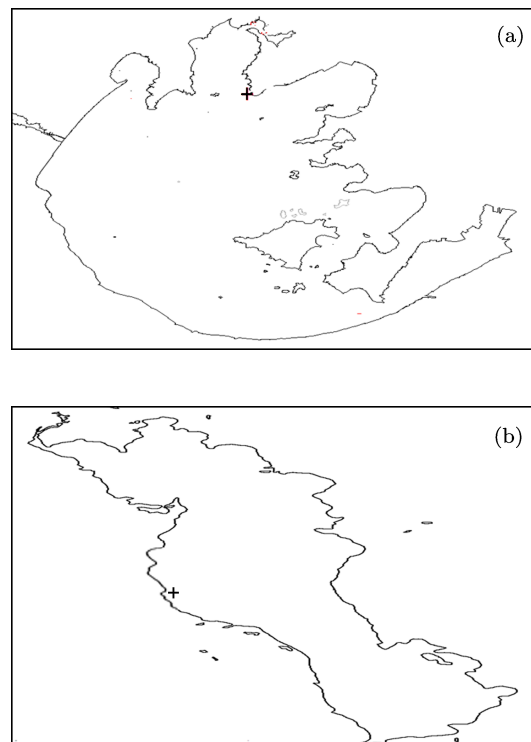


图 1 观测站点分布图 (a) 太湖观测站点; (b) 洱海观测站点

2.2 表层混合层深度的确定及一维水温模拟

2.2.1 水体所获净热通量的计算

根据 Abualnaja^[16] 计算水气交换过程中净热量交换通量的方法

$$T_e = T_{dp} + \frac{Q_s}{\gamma}, \quad (1)$$

$$\gamma = 4.5 + 0.05T_s + (\eta + 0.47)S(w), \quad (2)$$

$$\eta = 0.35 + 0.015T_n + 0.0012(T_n)^2, \quad (3)$$

$$T_n = 0.5(T_s + T_{dp}), \quad (4)$$

其中 T_e 为平衡温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$), Q_s 为水面的入射太阳辐射 (单位: W/m^2), T_{dp} 为露点温度 (单位: $^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ 为热力交换系数 (单位: $\text{W}/\text{m}^2 \cdot ^{\circ}\text{C}$), T_s 为水表温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$), w 为水面风速 (单位: m/s). 净热量通量的计算采用 $Q_T = [\gamma(T_e - T_s)]$, 其中 Q_T 为水体净热量通量 (单位: W/m^2).

2.2.2 表层混合层深度的计算

水表层混合层的主要特征是温度和密度随深度的变化基本均匀. 根据在太湖及洱海测定水温的深度, 对水温廓线进行线性内插. 基于水温度廓线依据 Kara 等^[3] 确定的混合层深度的最优标准温差 (0.5°C), 按如下方法确定混合层深度:

1) 距水面 30 cm 处的温度作为初始参考温度 (T_{ref}), 目的是避免水表因蒸发作用而引起的偏差, 使两湖混合层深度具有可比性;

2) 为了确定温度基本一致的区域, 比较临近两层 (h_n, h_{n+1}) 的水温 (T_n, T_{n+1}), 如果这两层的水温差小于标准温差的 10% (0.5°C), 则判断这两层为温度均匀区, 随后继续向更深层次搜索; 如果这个差值大于标准的 10% (0.5°C), 则停止搜索, 则可判断混合层深度为 h_n .

2.2.3 一维水温变化模拟

为了更清晰地描述水-气之间的能量交换对水体温度廓线变化的影响, 采用忽略水平平流的一维水体温度方程对水温进行模拟^[17], 其方程如下:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(w'T') = \frac{Q(z,t)}{\rho_w C_p}, \quad (5)$$

$$-\overline{w'T'} = K_H \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (6)$$

其中 w' 为垂直风速的脉动, T' 为温度脉动, T 为温度 ($^\circ\text{C}$), K_H 为热力扩散系数, z 为水深, t 为时间, $Q(z,t)$ 为水、气之间的能量通量, ρ_w 为水的密度, C_p 为比热容. 通过上述方程对水体温度廓线进行敏感性试验, 探讨水-气之间的热量交换对水体分层和表层混合层深度的影响.

3 结果与分析

3.1 洱海、太湖夏秋两季的气象要素背景

湖泊与大气之间的热量交换是影响水体表层混合层深度变化的关键物理过程, 而决定该过程的因素包括气象要素、短波辐射及水表温度等. 因此先比较两湖气象要素背景的特征 (限于篇幅图略):

两湖夏秋两季的气温及相对湿度均呈现明显的日变化, 且相对湿度与气温的日变化基本呈反位相. 两季的洱海处气温不仅在季节内随时间的变化相对较平稳, 而且在夏秋两季亦无较明显的变化. 太湖处的气温在季节内及季节间均呈较为剧烈的变化, 且夏季太湖气温较洱海高, 秋季较洱海低.

两湖处的大气相对湿度差异并不明显, 但秋季太湖湿度变化较为剧烈. 两湖风速的大小并无明显的差异, 亦没有呈现特别明显的时间变化. 两湖水表温度及其变化特征见图 2 和图 5.

在影响湖泊表层混合层深度变化的诸要素中, 短波辐射系关键因素^[15], 其变化特征将在图 4 和

图 7 部分进行表述. 水-气之间的热量交换亦将体现在净热量通量的变化特征部分.

3.2 洱海水温廓线、表层混合层深度

图 2 清晰地反映出夏秋两季洱海表层水温呈现明显的日变化, 且随水深的增大, 水温的日变化减弱. 水温变化差异主要表现为: 1) 秋季各深度的水温呈现的日变化较夏季明显; 2) 秋季水温每日均有一时段呈现上下基本一致, 而夏季, 各层水温温差始终较大, 呈现稳定、持续的分层现象.

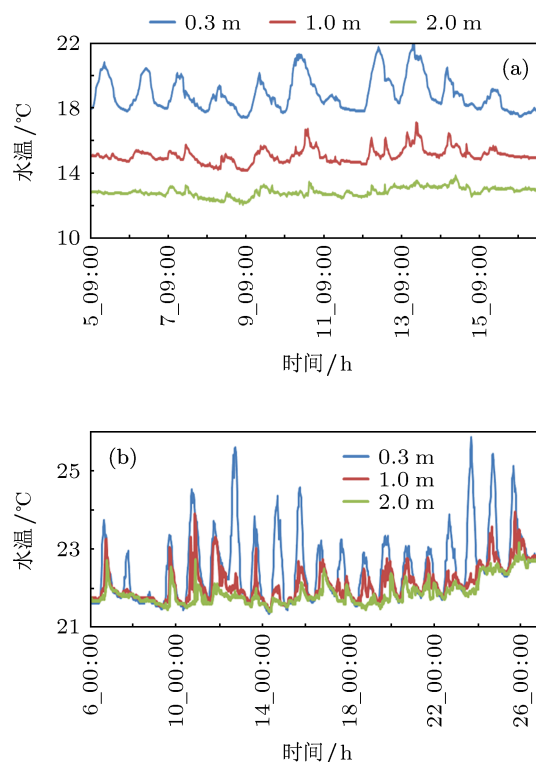


图 2 2008 年洱海在 0.3, 1.0, 2.0 m 水深处的水温时间序列 (a) 夏季; (b) 秋季

利用 2.2.2 介绍的方法计算水体表层混合层深度, 在计算过程中, 为避免水体表层蒸发引起的误差, 假定 0.3 m 之内为均匀混合. 同时由于测定水温的最大深度为 2.0 m, 因而本文仅针对 0.3—2.0 m 的深度区域内讨论两湖两季的表层混合层最大深度.

由图 3 可知, 夏季表层混合层深度变化不大, 基本在 0.3 m 左右. 同时表层混合层深度的变化也呈现出与水温反位相的规律, 可见夏季洱海存在稳定、持续的分层现象; 秋季, 洱海存在日分层现象, 即白天分层, 深夜混合, 且分层与水温的变化也基本呈反位相. 另外, 洱海夏季水温低温在 13°C 左右, 高温不超过 21°C 左右; 秋季低温高于 21°C ,

高温为 23°C — 25°C . 可见洱海夏季水温整体低于秋季.

秋季水温明显低于夏季, 与洱海正好相反 (见图 2, 图 5).

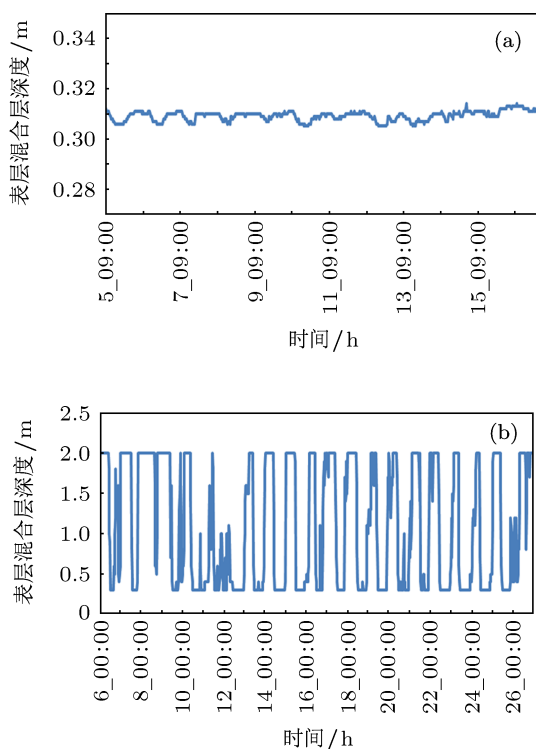


图 3 2008 年洱海表层混合层深度的时间序列 (a) 夏季; (b) 秋季

从变化位相来看, 水体获得的净热量通量 (正) 和短波辐射的变化位相完全相同, 说明短波是净热量通量的主要贡献者, 参见图 4. 同时也可以发现水温和表层混合层深度的变化滞后于净热量通量的变化. 二者关系的对比分析表明: 1) 在 9 月 7 日 08 时至 9 日 10 时之间, 由于水体获得的净热量通量弱, 造成 9 月 7 日至 8 日之间分层持续时间短; 2) 而在净热量通量较大的 10 日 8 时 30 分至 16 日 10 时、22 日 10 时 30 分至 26 日 19 时 30 分的时段内, 分层现象明显且持续时间较长 (见图 3(b), 图 4(b)). 可见同一水体中, 水体获取净热量通量的大小决定了水体分层与否及持续时间的长短.

3.3 太湖水温廓线、表层混合层深度

夏季, 从 2008 年 7 月 1—7 日太湖水温基本呈逐日升高的趋势, 其中在 7 月 2—3 日有一温度略下降的趋势; 在 7 月 8, 9 日, 7 月 20, 21 日之间水温又呈突然下降的趋势. 秋季, 在 10 月 23—26 日期间, 水温急剧下降, 随之水温基本维持. 两季水温均呈明显的日变化, 但夏季日变化较秋季更强. 同时

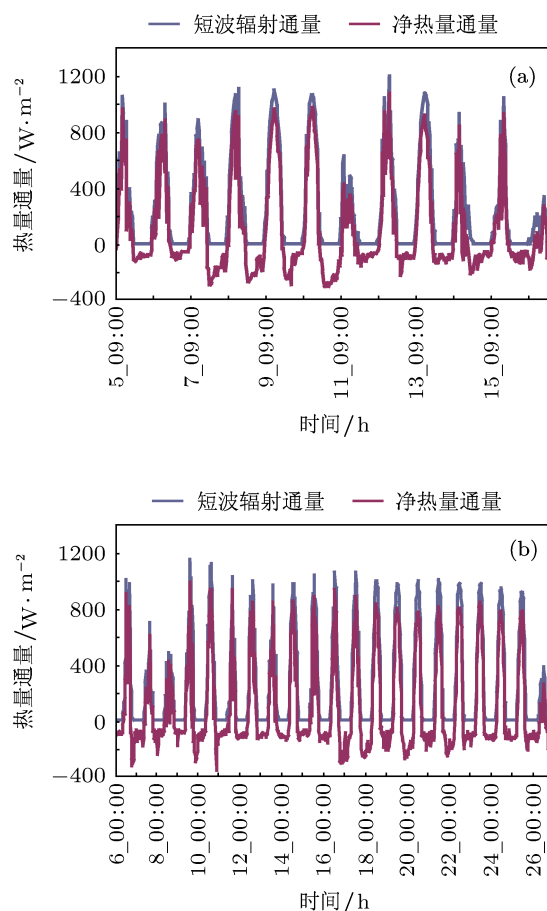


图 4 2008 年洱海的净热量通量和短波辐射通量的时间序列 (a) 夏季; (b) 秋季

通过太湖表层混合层深度与水温变化比较发现: 在 7 月 1—7 日之间, 夏季白天表层混合层深度相对较浅, 且持续时间相对较长, 同时在 7 月 2, 3 日的水温下降也在混合层深度的变化上得以体现. 而在表层混合层深度相对较大的时段 (7 月 8, 9 日, 7 月 20, 21 日) 也与水温变化相符合; 秋季表层混合层深度的变化位相与水温变化相同 (见图 6).

通过两季太湖表层混合层深度的比较, 夏季水体表层混合层深度总体上小于秋季, 而持续时间却长于秋季. 结合水体获取的净热量通量时间序列, 夏季水体获取的净热量通量大于秋季, 且在水温下降时段, 不仅水体获取的入射辐射较小, 而且从水体释放的能量也较大, 这一现象尤其体现在秋季, 如 7 月 8, 9 日, 10 月 23, 24 日期间的急剧下降 (见图 7), 同时通过气压、空气湿度、风向等可以看出此时段内有冷空气侵入, 因而水体中有较多的能量

向大气中传递, 从而引起水体混合较强.

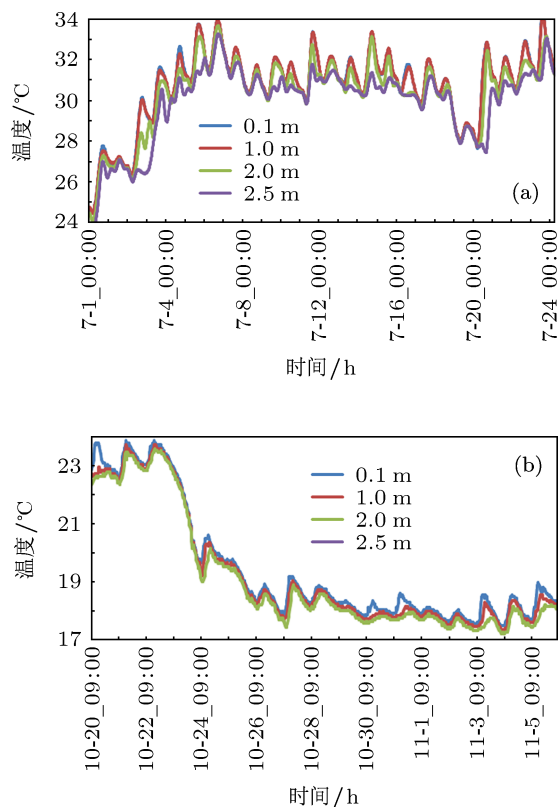


图5 2008年两季太湖在0.1, 1.0, 2.0和2.5 m水深处的水温时间序列 (a)夏季; (b)秋季

另一方面, 太湖两季的表层混合层深度变化较洱海频繁, 说明太湖水体对气象条件的响应更为迅速. 这主要是由于太湖水体较浅, 其水柱蕴含的能量也相对较小, 对局地大气的调节作用也相对较弱, 因而太湖表层混合层深度对大气的响应较洱海迅速.

3.4 太湖与洱海表层混合层深度对比分析

洱海和太湖所处的地理区域、气候背景、海拔高度及其热力状况均存在显著差异. 通过比较两湖的短波辐射和净热量通量表明, 夏季太湖受到的太阳辐射小于洱海, 净热量通量亦然, 在秋季, 这种现象尤为明显. 为此针对两湖夏季典型的两日做进一步比较 (图4和图7), 所选的日期分别是6月9日至10日 (洱海) 和7月6日至7日 (太湖). 洱海入射短波辐射最大为 1000 W/m^2 左右, 净热量通量最大为 900 W/m^2 左右; 太湖最大短波辐射为 800 W/m^2 左右; 净热量通量为 500 W/m^2 左右; 洱海的短波辐射和净热量通量的位相滞后于太湖, 这主要是两地

的时差所致. 这在第二次青藏高原气象科学试验期间已得以证实^[1].

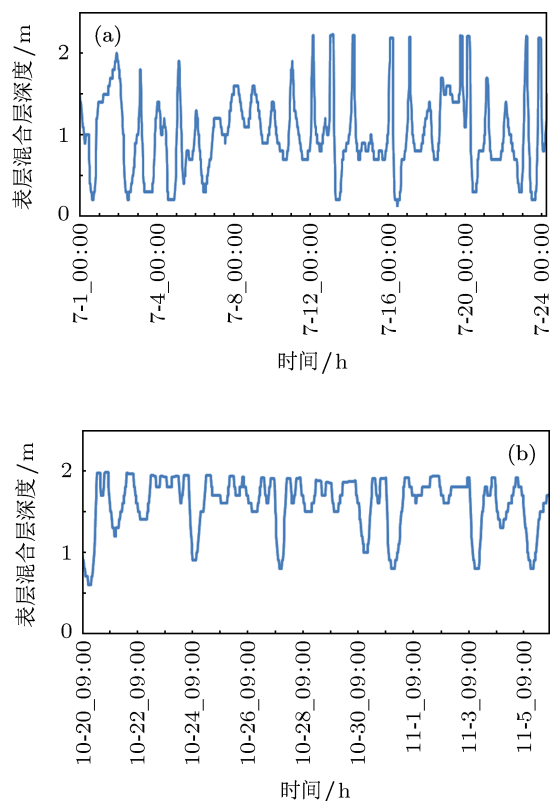


图6 2008年太湖表层混合层深度变化的时间序列 (a)夏季; (b)秋季

由于太湖位于洱海东北方向, 且海拔远低于洱海, 使得太湖较易受冷空气的侵入, 加之太湖水深较浅, 从而造成太湖混合层深度变化受大气影响更大; 两湖同季节其他时段内, 二者负的净热量通量并无明显的差异.

为了进一步对比两湖的表层混合层深度, 选择在两湖均存在日分层现象的秋季. 将小于 0.5 m 的表层混合层深度置为 0.5 和小于 1.0 m 的混合层深度置为 1.0 , 以更好地比较秋季两湖的区别.

在太湖表层混合层深度小于 0.5 m 和 1.0 m 的时间远小于洱海, 太湖表层混合层深度小于 0.5 m 的时间占总时段的 0.821% , 小于 1 m 的为 29.117% ; 洱海表层混合层深度小于 0.3 m 的时段占总时段的 45.437% , 小于 1 m 的为 51.984% . 可见洱海表层混合层深度较同季太湖更浅, 且持续时间更长; 水体分层可能持续到晚上, 而在太湖却难以存在. 这可能是由于洱海获取的净热量通量远大于太湖, 使得湖水损失的能量抵消获取的能量, 从而造成两湖表层混合层深度持续时间的差异, 与水深是否有关将

在讨论部分进一步分析.

综上所述, 由于洱海地处低维高原, 太湖地处中维太湖平原, 且相对易受北方冷空气的侵入, 使得夏秋两季洱海获得的太阳辐射和净热量通量均大于太湖, 同时两湖获得的净热量通量均是夏季强于秋季.

夏季洱海存在稳定、持续的分层, 水体表层混合层深度亦存在弱的日变化; 秋季洱海存在明显的日变化, 但分层现象持续时间相对较长. 太湖也存在分层现象, 且夏季表层混合层深度浅于秋季, 持续时间长于秋季. 两湖相比, 洱海分层强于太湖, 且持续时间也较太湖长.

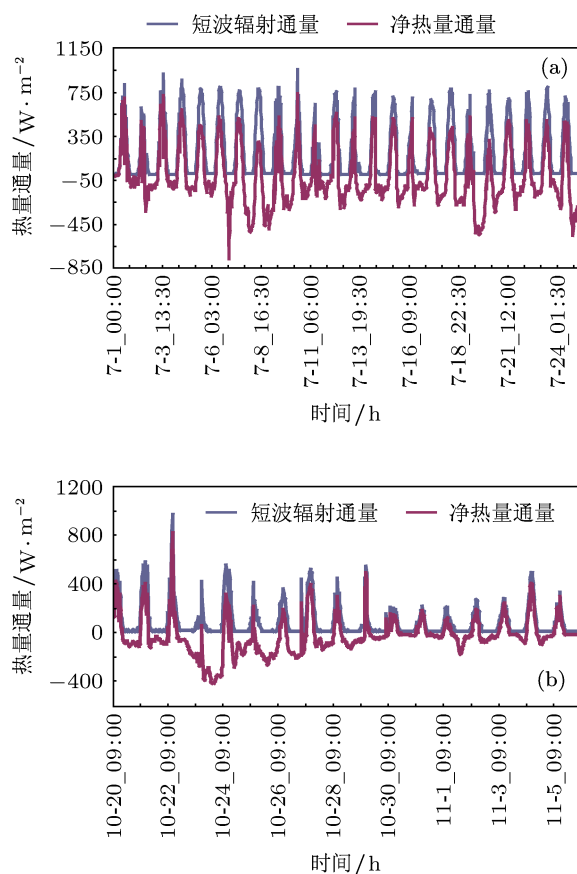


图 7 2008 年太湖净热量通量与短波辐射变化的时间序列
(a) 夏季; (b) 秋季

洱海、太湖的地理与气候等环境差异造成的短波辐射、净热量通量等的变化规律与两湖表层混合层深度的变化基本一致, 此验证了热量交换是影响水体分层与混合及其转换的关键因素^[17], 也间接证明了在太湖与洱海两湖中水平扩散的作用对混合层深度变化的贡献相对较弱, 这与王辉赞和张韧^[19]、崔红等^[20]的研究结果基本一致.

4 讨论

尽管分别讨论了洱海和太湖的水-气热量交换及其表层混合层深度变化, 比较了二者之间的差异, 然而对于形成洱海和太湖水体热力分层差异的机制仍然不够清楚.

造成水体热力分层和混合的机制包括热力和动力作用, 热力作用的原理是, 当水体获得的净热量通量为正时, 由于获得的热量辐射通量主要是短波辐射, 并且随水深呈 e 指数衰减, 因此浅层获得的辐射量较深层大^[18], 导致浅层升温快于深层, 从而造成水体分层; 当水体的净热量通量为负时, 热量散失主要是发生在水体表层, 表层降温, 从而造成水体不稳定而混合. 动力作用主要包括出入流混合及风引起的混合^[21,22], 其中主要包括波浪破碎引发的湍流混合、风生流的垂直切变引发的不稳定混合等^[23], 可见动力过程只对水体起混合作用而热力过程包括两个相反的作用, 即分层和混合.

鉴于洱海和太湖的两个热力条件迥异、热力过程的两个相反作用, 以及平流扩散作用对混合层深度变化的贡献相对较弱^[23], 因而根据水-气之间的能量交换对水体温度廓线变化的影响, 忽略水平平流的耦合作用, 对一维垂直水温廓线分布进行模拟.

为验证 2.2.3 所述方法对水温的模拟能力, 本文采用 2008 年的洱海秋季气象数据作为输入数据, 对洱海水温垂直分布进行模拟. 通过分析同深度的模拟温度和观测温度的关系来看, 二者基本呈 $y = x$ 的关系, 且决定系数为 0.447 ($N = 3014$), 说明模拟效果相对较好.

基于上述良好的模拟能力, 及探讨短波辐射、水深等对水体分层影响的目的, 将水深分别设为 2.0, 5.0, 10.0 m; 短波辐射通量分别设为洱海秋季短波辐射通量的 0.8, 1.0 及 1.2 倍进行表层混合层深度的敏感性试验. 旨在进一步探讨造成两湖表层混合层深度差异的机理.

图 8(a) 描述了在短波辐射等气象条件不变的条件下, 表层混合层深度随水深的变化, 深度为 2.0 m 的水体存在典型的日分层; 在 5.0 m 也存在日分层, 混合深度基本也能达到水体底部, 但相对较弱, 且当辐射相对较强的时段, 这种水底弱混合现象更明显 (图 8(b)); 对于 10.0 m 的水体, 由于辐射通量随水深呈指数衰减, 因此混合过程无法达到底部. 这与能量耗散率随水深降低的机理相符合^[24].

由此可见水深及太阳辐射强度有利于持续、稳定的分层形成(图 8(b)).

通过以上分析,表明了类似于太湖这类浅水湖泊,不可能形成稳定、持续的分层现象,只可能存在典型的日分层现象;当短波辐射较小时,太湖难以存在分层现象或存在非常弱的分层现象,但随短波辐射增大时,该湖分层、混合转化随辐射增强变化不大(图 8(c));模拟结果也表明当水深为 5, 10 m 时,其分层、混合差异随辐射增强而逐渐明显,易于形成水体稳定、持续的分层(图 8(a), (b), (c), (d)). 深度相对较浅的水体,因热量传递作用使得上下层温差也较深水体的小,所以当晚间净热量通量为负时(即水体热量损失),表层的热量散失也就容易造成上冷下暖的不稳定状态而出现混合;而对相对深水而言,上下温差较大,因而晚间的热量散失并不足以造成上下层的不稳定状态,因此可维持时间相

对较长的分层. 图 2 和图 5 中两湖的水温随深度、时间的变化特征可以利用水体热惯性机制进行解释;单位面积水柱的热惯性与水柱的高度基本呈一维线性关系,说明深度较深的水体所蕴含的热量较浅水大^[25]. 假如同样面积的水柱获得(或失去)的净热量通量相同,那么深度大的水柱升温(或降温)幅度比深度浅的水柱小^[25]. 这就是尽管太湖获得的净热量通量较洱海相对较小,但其水温变化频率却较洱海大的原因,也是太湖对大气的响应较地处高原的洱海更为迅速的主要原因. 从湖-气能量交换的角度推断来看,高原湖泊(洱海)水体存在分层相对较持久的现象,意味着这一类湖泊水体通过释放水体热量所持续的时间相对较长,对区域大气的热量交换较平原湖泊水体起到更大的影响,但这需要日后的观测进一步证实和研究.

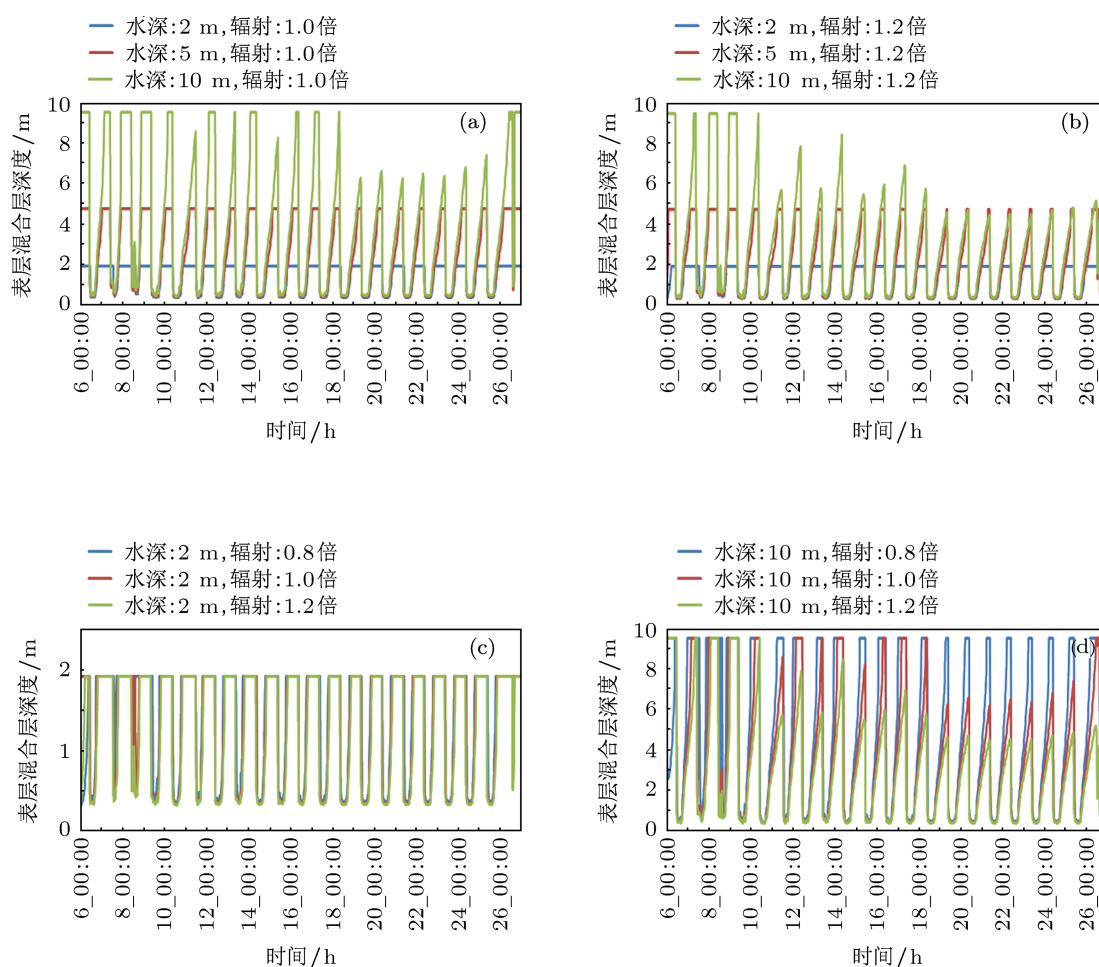


图 8 表层混合层深度随时间的变化 (a) 1.0 倍短波洱海辐射的表层混合层深度随水深的变化; (b) 1.2 倍洱海短波辐射的表层混合层深度随水深的变化; (c) 2.0 m 水深的表层混合层深度随短波辐射的变化; (d) 10.0 m 水深的表层混合层深度随短波辐射的变化

由于上述讨论是基于一维水温方程,忽略了动力作用引起的湖流垂直切边及波浪引起的湍流等对水体混合的影响,今后将重点研究热、动力共同作用对表层混合层深度的影响及水-气湍流耦合的作用机制,为局地天气、气候变化及水生生态环境的演替研究奠定基础.

5 结 论

通过对典型高原湖泊大理洱海和平原湖泊太湖在夏秋两季观测结果的比较分析和数值模拟研

究,可以得出以下几点结论: 1) 夏季洱海能维持持续的分层现象, 秋季有明显的日分层现象, 而太湖仅可能存在日分层现象, 洱海表层混合层深度较同期太湖更浅; 2) 太湖两季的表层混合层深度变化较洱海频繁, 其中水体混合与分层的交替的过程对气象条件的响应较洱海更为迅速; 3) 太湖这类浅水湖泊, 水深是抑制其存在稳定、持续分层的关键因素; 但在较强的辐射条件下, 可形成日分层现象; 而洱海这类深度的湖泊, 净热量通量是影响其是否存在持续、稳定分层的主要因子.

-
- [1] Xu X D, Zhou M Y, Chen J Y, Bian L G, Zhang G Z, Liu H Z, Li S M, Zhang H Z, Zhao Y J, Suo L D J, Wang J Z 2002 *Sci. China D* **45** 577
 - [2] Haginoya S, Fujii H, Kuwagata T, Xu J Q, Ishigooka Y, Kang S, Zhang Y J 2009 *SOLA* **5** 172
 - [3] Kara A B, Rochford P A, Hurlburt H E 2000 *J. Geophys. Res.* **105** 16803
 - [4] Komatsu E, Fukushima T, Harasawa H 2007 *Ecol. Model.* **209** 351
 - [5] Brown C W, Esaias W E, Thompson A M 1995 *Remote Sens. Environ.* **53** 172
 - [6] Berger S A, Diehl S, Stibor H, Trommer G, Ruhenstroth M, Wild A, Weigert A, Jäger C G, Striebel M 2006 *Oecologia* **150** 643
 - [7] Olesen M, Lundsgaard C, Andrushaitis A 1999 *J. Marine Syst.* **23** 127
 - [8] Kim T W, Cho Y K 2011 *J. Geophys. Res.* **116** C03010
 - [9] Deng L M 2003 *Water Resour. Res.* **24** 27 (in Chinese) [邓联木 2003 水资源研究 **24** 27]
 - [10] Verta M, Salo S, Korhonen M, Porvari P, Paloheimo A, Munthe J 2010 *Sci. Total Environ.* **408** 3639
 - [11] Churchill J H, Kerfoot W C 2007 *J. Great Lakes Res.* **33** 143
 - [12] Mahadevan A, Tandon A, Ferrari R 2010 *J. Geophys. Res.* **115** C03017
 - [13] Zhang Y C, Qian X, Tadaharu I I, Kong F X 2008 *Sichuan Environment* **27** 45 (in Chinese) [张玉超, 钱新, 石川忠晴, 孔繁翔 2008 四川环境 **27** 45]
 - [14] Zhao L L, Zhu G W, Chen Y F, Li W, Zhu M Y, Xiao X, Cai L L 2011 *Adv. Water Sci.* **22** 844 (in Chinese) [赵林林, 朱广伟, 陈元芳, 李未, 朱梦圆, 姚昕, 蔡琳琳 2011 水科学进展 **22** 844]
 - [15] Zhao Q H, Sun J H, Zhu G W 2012 *Adv. Atmos. Sci.* **21** 1360
 - [16] Abualnaja Y 2009 *Mar. Sci.* **20** 21
 - [17] Henderson-Sellers B 1987 *Environ. Software.* **2** 78
 - [18] Tuan N V, Hamagami K, Mori K, Hirai Y 2009 *Paddy Water Environ.* **7** 83
 - [19] Wang H Z, Zhang R 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 039202 (in Chinese) [王辉赞, 张韧 2012 物理学报 **61** 039202]
 - [20] Cui H, Zhang S W, Wang Q Y 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 6609 (in Chinese) [崔红, 张书文, 王庆业 2009 物理学报 **58** 6609]
 - [21] Ezer T 2000 *J. Geophys. Res.* **105**(C7) 16843
 - [22] Antonopoulos V Z, Gianniou S K 2001 *Ecol. Model.* **160** 39
 - [23] Zhang S W, Cao R X, Zhu F Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 119201 (in Chinese) [张书文, 曹瑞雪, 朱凤芹 2011 物理学报 **60** 119201]
 - [24] Doyon P, Klein B, Ingram R G, Legendre L, Tremblay J E, Theriault J C 2000 *Deep-Sea Res. PT. II* **47** 415
 - [25] Xu L L, Lin X P, Wu D X 2008 *Period. Ocean Univ. Chin.* **38** 183 (in Chinese) [徐玲玲, 林育, 吴德星 2008 中国海洋大学学报 **38** 183]

The variation features of the surface mixed layer depth in Erhai Lake and Taihu Lake in spring and autumn and their mechanism analyses*

Zhao Qiao-Hua^{1)2)†} Sun Ji-Hua³⁾⁴⁾

1) (Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing 210044, China)

2) (College of Remote Sensing, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

3) (Yunnan Institute of Meteorological Science, Kunming 650034, China)

4) (Dali Meteorological Bureau of Yunnan, Dali 671003, China)

(Received 12 June 2012; revised manuscript received 21 August 2012)

Abstract

The variation of the surface mixed layer depth may affect not only the evolution of aquatic ecosystem, but also the temporal-spatial distribution of precipitation and climate in the basin. Based on the meteorological data and water temperature profiles observed in Erhai Lake (located in the Tibetan Plateau) and Taihu Lake (located in the Taihu Plain), the variation features and the mechanisms of the surface mixed layer depths are investigated. The stratification in Erhai Lake can be established and sustained in summer; the diurnal stratification in Erhai Lake can also be established. However, in both summer and autumn, stratification may exist in Taihu Lake. The time length of stratification is longer in Erhai Lake than that in Lake Taihu in the autumn. And the surface mixed layer depths in Erhai Lake are shallower than those in Taihu Lake in summer and autumn. The transformation frequency between establishment and destruction of stratification in Taihu Lake is faster than that in Erhai Lake, which illustrated that the response of water body in Taihu Lake to atmospheric variation is quicker than that in Erhai Lake. The water depth is a key factor which prevents such shallow lakes as Taihu Lake from establishing and maintaining stratifications and in a suitable radiation condition the stratification will exist. The net radiation is a key factor that determines the stratification and the length of the time when the stratification can be sustained in lakes whose depths are the same as that of Erhai Lake. The research result in this paper is helpful for exploring the coupling mechanism of the turbulence of water and air and the evolution law of aquatic ecosystem.

Keywords: lake, surface mixed layer depth, stratification, radiation

PACS: 92.40.qj

DOI: 10.7498/aps.62.039203

* Project supported by Major National Science and Technology Project, China (Grant No. 2012ZX07101-010) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41071070, 41165001).

† Corresponding author. E-mail: qhzhao@nuist.edu.cn